

不飽和土壌の不凍水量の初期水分依存性

Dependence of unfrozen water content in unsaturated frozen soils on initial water content.

鈴木伸治* , 柏木淳一* , 長谷川周一*

SUZUKI Shinji, KASHIWAGI Junichi and HASEGAWA Shuichi

はじめに :

ある温度における凍土の不凍水量は、凍結前の水分量(初期水分量)によらず一定で、水分特性曲線による推定値と一致するという報告がある一方(Black and Tice, 1989) .初期水分量によって異なるという報告がある(たとえば Tice et al., 1978; Seyfried and Murdock, 1996) . 不凍水が存在する原因には、マトリックポテンシャル、浸透圧が関与しているものと考え、本研究では TDR 法(Patterson and Smith, 1981)とパルス型 NMR 法(石崎, 1994)の両者で不凍水量を測定し、種々の土壌の不凍水量の初期水分依存性について検討した .

実験方法 :

用いた試料は、褐色低地土下層土(Hokudai)、黒ボク土作土(Kuroboku)、および砂丘未熟土下層土(Sand)である . 試料の物理性を Table 1 に示す . 試料を自然含水比状態で 2 mm 以下にふるい分けし、蒸留水の添加、あるいは空気乾燥により種々の初期水分に設定した . 乾燥密度が Hokudai では 1.08、Kuroboku では 0.71、Sand では 1.48 g cm^{-3} となるように、TDR 法においては直径 5 cm、高さ 17.8 cm のステンレス製円筒容器に、パルス型 NMR 法においては外径 2.4 cm、内径 1.8 cm、高さ 10 cm のテフロン製沈殿管に均一に充填した . 作成した供試体を、室温で 1 日以上静置した後、 -10°C で凍結し、 -10°C 、 -6°C 、 -2°C における融解過程の不凍水量を測定した . 潜熱の発生を確認しているため、過冷却はない . なお、Kuroboku と Sand は常磁性体を含んでいたため、パルス型 NMR 法で測定することはできなかった .

結果および考察 :

TDR 法とパルス型 NMR 法で測定した Hokudai の不凍水量の測定値の一例を、温度との関係として Fig. 1 に示す . -10°C では初期水分の 35%以上が不凍水として存在し、温度の上昇とともに不凍水量が増加した . 測定方法の違いによる測定値の差違はなく、同一の温度における不凍水量は初期水分によって異なった . 全ての測定値について、TDR 法とパ

Table 1 試料の基本物理性

Physical properties of the soil samples.

Sample name	Particle size distribution * %			Texture	Particle density g cm^{-3}	Organicmatter content** %	Specific surface area*** $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$	Electric conductivity mS cm^{-1}
	Sand	Silt	Clay					
Hokudai	36	36	28	Light Clay	2.76	1	110.8	0.09
Kuroboku	51	27	22	Clay Loam	2.37	22	154.9	0.52
Sand	97	1	2	Sand	2.80	0	14.9	0.03

*ISSS classification, **dichromate titration method,

***BET method by adsorption of H_2O on desorption process.

*北海道大学大学院農学研究科, Graduate School of Agriculture, Hokkaido University.

キーワード : 凍土, 不凍水, TDR

ルス型 NMR 法では測定値が非常によく一致し、不凍水量の測定における TDR 法の妥当性が認められた (Fig. 2) . 溶質を含む土壌が凍結した場合、氷の生成に伴って溶質が不凍水中に濃縮し、凍結前よりも浸透圧が増大することが、不凍水の存在要因となる . しかし本研究では、

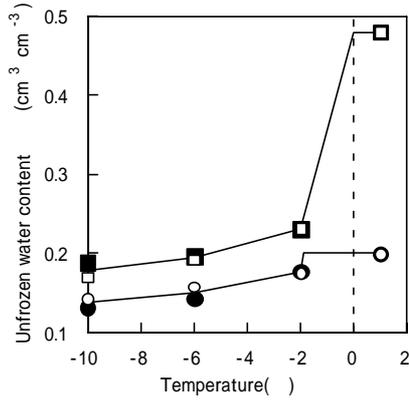


Fig. 1 融解過程における不凍水量の変化
Changes of unfrozen water content of the frozen soils during thawing process.
Full: TDR, open: NMR.

同一の土壌であれば土壌が保持する溶質の量(イオンの数)は初期水分量によって変化しないと考えられる . Fig. 1 の例では、初期水分 $0.48 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の不凍水量は、初期水分 $0.20 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ の不凍水量の 1.2 倍以上であった . 上記のことより、この原因が浸透圧の影響であるとは考え難い . Hokudai , Kuroboku , Sand について、TDR 法で測定した -10 における不凍水量を初期水分との関係としてみると (Fig. 3) , -10 で凍結しない水分量はすべて不凍水となり、プロットは 1 : 1 のラインに乗る . それ以上水分が多い場合も、Hokudai と Kuroboku では水分の増加に伴って不凍水量が増加し、その傾向は Kuroboku の方が大きかった . Sand では水分依存性が認められなかった . 初期水分の増加は生成される氷の体積の増加を意味するため、Hokudai と Kuroboku では、氷の増加にしたがって不凍水量が徐々に増加することがわかる . このことから、不凍水はマトリックポテンシャルを低下させる作用を土粒子からの吸着力だけでなく、氷からも受けている可能性が挙げられる . そのため、氷の増加は不凍水量を増加させるが、その傾向は氷の形状や分布によって変化するものと考えられる . 不凍水量の初期水分依存性が土壌の種類によって異なったのは、氷の存在様式が土壌の微細な間隙の形態に応じて特徴付けられるためであり、これは土壌の比表面積や乾燥密度が関係しているものと考えられる .

謝辞：パルス型 NMR 測定装置を使用するにあたり、多大なるご協力をいただいた北海道大学低温科学研究所福田正己教授、同大学大学院工学研究科赤川敏教授に謝意を表します .

引用文献：Black, P. B. and Tice, A. R. (1989): *Water Resources Research*, 25(10), p.2205-2210. , 石崎(1994):日本雪氷学会誌, 56(1), p.3-9. , Patterson and Smith(1981): *Canadian Geotechnical Journal*, 18, p.131-144. , Seyfried, M. S. and Murdock, M. D. (1996): *Soil Science*, 161(2), p.87-98. , Tice, A. R., Burrous, C. M. and Anderson, D. M. (1978a): *Proceedings 3rd International Conference on Permafrost*, p.149-155.

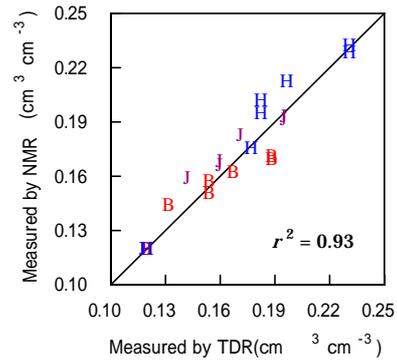


Fig. 2 TDRとNMRにより測定した不凍水量の比較
Comparison of unfrozen water content of frozen soil measured by TDR and NMR. Sample: Hokudai. Thawing process. -10 , -6 , -2 .

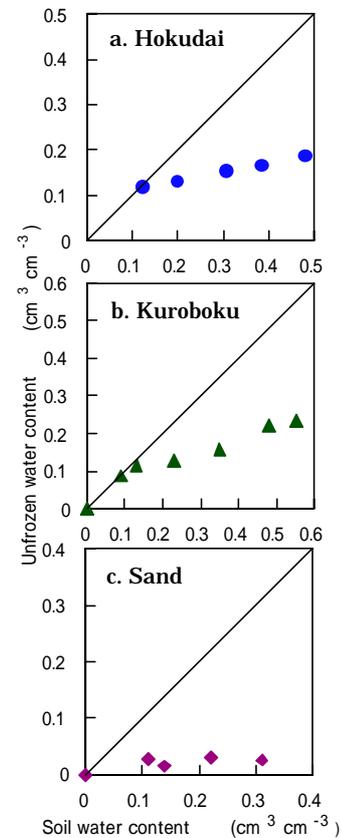


Fig. 3 初期水分量と不凍水量の関係
Relationship between initial soil water content and unfrozen water content. Temperature: -10 .